Barometrische Teildepressionen

und ihre

wellenförmige Aufeinanderfolge.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt

von der philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin.

Von

Walter Wundt

aus Schorndorf in Württemberg.

Königl. Landesbibliothek Berlin

Tag der Promotion: 13. August 1904.

Referenten:

Professor Dr. **von Bezold.**

Professor Dr. **Warburg.**

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N., Schulzendorferstr. 26.

Meinen lieben Eltern.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548904_0061

Einleitung.

Zu den eigenartigsten Wolkenformen, welche wir in der Atmosphäre antreffen, gehören die sogenannten Wogenwolken. H. von Helmholtz hat diese Erscheinung zuerst näher untersucht und auf mathematischem Wege hergeleitet, während Herr von Bezold die Anwendung auf die verschiedenen Wolkengattungen gegeben hat. Der erstere hat in seiner zweiten Mitteilung »Über atmosphärische Bewegungen«[1]) nachgewiesen, daß in Analogie mit der Entstehung der Wellen im Wasser, wenn Wind über die Oberfläche desselben hinstreicht, auch im Luftmeere Wogen sich bilden müssen, wenn eine leichte warme Luftströmung über eine schwerere kalte in großer Ausdehnung hinzieht. Nach dem Prinzip der mechanischen Ähnlichkeit führte er aus, daß den Meereswellen bei gleicher Windstärke Luftwellen entsprechen müssen, welche eine etwa 2000 mal größere Länge besitzen. Windgeschwindigkeiten von 10 m bringen je nach Art der übrigen Bedingungen 0.2 bis 0.8 m lange Meereswellen hervor; Wasserwellen von 1 m Höhe entsprechen bei einer Temperaturdifferenz von 10^0 Luftwellen von 2—5 km Länge, während Meereswellen von 5 bis 10 m Höhe Luftwellen von 15—30 km Länge entsprechen könnten. — Die wesentliche Voraussetzung für das Zustandekommen solcher Wellen ist die Annahme zweier verschiedener Medien mit scharfer Grenzfläche, an der die Geschwindigkeit der Luftteilchen einen Sprung erleidet. Je größer dieser Sprung ist, desto länger sind die Wellen; die linearen Dimensionen der Wellen sind dem Quadrate der Geschwindigkeit proportional.

Ganz anderer Art als diese Wellen, welche im wesentlichen transversaler Natur sind, sind die barometrischen Verdichtungs- und Verdünnungswellen, welche bei besonderen Anlässen über unsere Erde dahineilen und allerorts durch Sprünge in den Barogrammen sich zu erkennen geben. Sie verdanken ihre Entstehung plötzlichen lokalen Erschütterungen der Atmosphäre infolge von Erdbeben, vulkanischen Ausbrüchen und ähnlichen Vorgängen. Das bekannteste Beispiel hierfür ist die Welle, welche nach der großen Eruption des Krakatau über die ganze Erde

[1]) H. v. Helmholtz: Über atmosphärische Bewegungen. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. zu Berlin 1889, S. 503.

hinweg sich fortpflanzte. Mathematische Ausführungen über diese longitudinalen Verdichtungswellen sind von Lord Rayleigh[1]) gegeben worden.

Eine besondere Erscheinung, welche mehr als bisher bei der Zeichnung von Luftdruckkarten berücksichtigt werden muß, bilden die konstanten Luftdruckerhöhungen und -Erniedrigungen, welche durch Gebirge und, wie wir sehen werden, auch durch Meeresküsten hervorgerufen werden[2]). Sie sind den Stauungen des Wassers beim Hinwegströmen über Hindernisse zu vergleichen. Wenn der Wind auf ein Gebirge stößt, das die Windrichtung quer durchsetzt, so wird die Luft genötigt sein, teilweise um dasselbe herumzufließen, was eine Zusammendrängung der Isobaren beim Überschreiten des Gebirges zur Folge hat; an der Luv- und Leeseite dagegen wird infolge der Saugwirkung eine Ausweitung der Isobaren gegen die Richtung des höheren Druckes hin stattfinden. Herr von Rohr hat für die Gebirge zuerst diese Erscheinungen erkannt und durch Beispiele illustriert. — Die eben geschilderten Verhältnisse treffen wir aber auch beim Übergang des Windes vom Meer zum Lande. Das Überschreiten der Meeresküste muß mit einer Zusammendrängung der Isobaren nach der Richtung des tiefen Druckes hin Hand in Hand gehen, da der Luftabfluß auf dem festen Lande durch die stärkere Reibung gehindert ist. Bei starkem Westwind scheinen die Isobaren an der pommerschen Küste zuerst ein Stück dieser entlang zu laufen, ehe sie in das Land eindringen; dagegen haben sie nach Überwindung des Hindernisses über der Danziger Bucht häufig eine starke Ausweitung gegen Süden. Man vergleiche darüber die Luftdruckkarten vom 11. Dezember 1891, sowie Taf. III, Fig. 3. Leider entzieht sich dieses Umbiegen der Isobaren an den Meeresküsten meist unserer Beurteilung, da wir den regelmäßigen Beobachtungen auf dem Lande kein entsprechendes Material auf dem Meere gegenüberstellen können. Jedoch werden uns kleine vorgelagerte Inseln einen gewissen Anhaltspunkt über die Verhältnisse auf hoher See bieten. Fassen wir z. B. an der Schleswig-Holsteinischen Westküste die Stationen auf den vorliegenden Inseln ins Auge, so werden diese gegenüber den Innenstationen der jütischen Halbinsel verhältnismäßig tiefe Werte aufweisen.

Schärfer ausgesprochen ist der Einfluß des Gebirges. Der Teutoburger Wald, der zur Hauptwindrichtung unserer Gegenden nahezu senkrecht steht, bewirkt stets auf seiner dem Wind zugekehrten Seite eine tiefe Bucht in den Isobaren. Die Station Münster weist bei starkem Südwest gegenüber den Stationen Osnabrück und Bielefeld sehr niedrige Werte auf. Bei dem Rohrschen Wintergewitter kommt dies in jeder Terminkarte zum Ausdruck. Am schönsten aber zeigt sich der Einfluß der Sudeten auf die Luftdruckverteilung in Südschlesien. Fast in allen behandelten Fällen hat sich in dieser Gegend ein auffallend niedriger Barometerstand ergeben. Herr von Rohr hat diese Erscheinung für den Morgentermin des 11. Dezember 1891 mittels der von Herrn von Bezold angegebenen Methode der Partial-Isobaren[3]) behandelt und findet bis über 1.5 mm negative Abweichung von den normalen Werten. Auch der Einfluß der Ardennen, des Harzes, des Thüringer Waldes, sowie der der Oberrheinischen Tiefebene ist in den Beobachtungswerten deutlich fühlbar.

---

[1]) Lord Rayleigh: On vibrations of an atmosphere. London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag. Vol. XXIX. S. 173—180.

[2]) Vergl. von Rohr: Die Gewitter vom 11. Dezember 1891 im Zusammenhange mit den gleichzeitigen Witterungserscheinungen. Veröffentlichungen d. Kgl. Preuß. Met. Inst., Ergebnisse der Gewitterbeob. im Jahre 1891.

[3]) Siehe S. 3.

Wo beide Einflüsse, der des Meerufers und der des Gebirges zusammentreffen, wie an der Steilküste Norwegens, wird die Wirkung eine doppelt starke sein, sodaß sie sogar in den mittleren Luftdruckwerten für längere Zeiträume erscheint[1]). — Diese Stauungen der Luft stören bei der Zeichnung der Luftdruckkarten in hohem Grade; sie sind aber noch zu wenig untersucht, als daß man ihren Einfluß völlig beurteilen könnte.

Außer jenen Arten von Wellen kommt aber in der Atmosphäre noch eine weitere vor, welche eine häufige Begleiterscheinung der Zyklonen unserer Breiten ist. Seit lange bekannt sind die charakteristischen Einbuchtungen der Isobaren, die sich bei jedem Gewitter in den Luftdruckkarten nachweisen lassen. Dagegen ist der mehr oder weniger regelmäßigen Aufeinanderfolge dieser »Gewittersäcke« und Teildepressionen bisher wenig Beachtung geschenkt worden. Herr Süring[2]) hat zuerst einen solchen Fall, den des 3. Juli 1898, näher behandelt. In der Luftdruckverteilung über Preußen für den 2^p-Termin zeigte sich eine so regelmäßige Aufeinanderfolge dieser Teildepressionen, daß es nahelag, für diese sekundären Luftdruckphänomene noch eine weitere anschauliche Darstellung zu suchen. Die Anregung zu einer solchen hat Herr von Bezold gegeben, indem er vorschlug, neben der tatsächlichen Luftdruckverteilung noch eine ideale in die Karte einzuzeichnen, wie sie nach Ausgleichung der lokalen Einsenkungen auf ihre Umgebung erscheinen müßte, und die Abweichungen der wirklichen von den idealen Werten auf eine weitere Karte zu übertragen. Die Verbindungslinien dieser Abweichungen ergeben als sogenannte Partial-Isobaren ein überaus deutliches Bild unserer der Hauptdepression vorgelagerten Teildepressionen. Über die Prinzipien, welche uns bei der Einzeichnung der idealen Isobaren leiten müssen, soll später noch gesprochen werden[3]). Bei dem von Herrn Süring behandelten Fall hatte sich jede der Einbuchtungen in den Isobaren in der Karte der Partial-Isobaren als ovales Gebiet relativ niedrigen Luftdruckes zwischen solchen höheren Barometerstandes dargestellt. Auf Anregung des Herrn von Bezold, welchem ich für das fördernde Interesse bei der Ausführung der Untersuchung zum größten Danke verpflichtet bin, den ich hierdurch zum Ausdruck bringen möchte, habe ich das beschriebene Verfahren auf eine Anzahl weiterer Fälle angewandt und nachzuweisen versucht, daß diese wellenförmige Aufeinanderfolge von Teildepressionen eine allgemeine Erscheinung ist. Sodann habe ich den Nachweis der Periodizität des Luftdruckes auch auf andere meteorologische Elemente ausgedehnt und endlich die Wellennatur des Phänomens durch einfache theoretische Überlegungen darzulegen gesucht. Es sollen zunächst die behandelten Fälle kurz beschrieben werden und darauf eine Zusammenstellung der Ergebnisse folgen.

I. Beschreibung der behandelten Fälle.

Aus naheliegenden Gründen sind vorzugsweise schon früher beschriebene Stürme und Gewitterböen zur Behandlung ausgewählt worden, und es sei daher vor allem auf die betreffenden Originalabhandlungen verwiesen. Nach Gruppen zusammengefaßt sind folgende Tage näher untersucht worden:

[1]) Vergl. Rung: Répartition de la pression atmosphérique sur l'Europe, observée de 1881 à 1895, Copenhague 1904.

[2]) Süring: Die Gewitterböen am 3. Juli 1898. Veröffentlichungen d. Kgl. Preuß. Met. Inst., Ergebnisse d. Gewitterbeob. in den Jahren 1898, 1899 und 1900.

[3]) S. Seite 20.

Taf. I, Fig. 1, behandelt die von Herrn Köppen beschriebene Böe vom 9. August 1881. Die Originalkarte der Isobaren und Winde ist in den Annalen der Hydrographie[1]) veröffentlicht. Die idealen Isobaren sind hier wie bei den folgenden Figuren als feine, regelmäßig verlaufende Linien neben den Partial-Isobaren eingezeichnet. Die Luftdruckwerte wurden im wesentlichen aus der Köppenschen Karte entnommen. Man sieht, wie das zwischen Elbe und Oder liegende Minimum von radialförmig orientierten Teildepressionen umlagert wird. Neben der drehenden Bewegung um das Minimum geht aber eine lebhafte translatorische von Westen nach Osten her, welche bewirkt, daß die Böenlinien auf der Westseite ineinander übergehen und mit den Gewittern über Baden und Württemberg zusammen eine lange gegen Osten konvexe Gewitterfront bilden.

Der in Taf. I, Fig. 2, wiedergegebene 2^p-Termin am 17. Juli 1884 ist schon von Herrn Börnstein[2]) behandelt worden, jedoch nur für Deutschland und die angrenzenden Gebiete. Hier handelte es sich namentlich darum, den Einfluß der ungleichen Erwärmung auf die Ausbildung von sekundären Depressionen zu zeigen. Zwei tiefe Teilminima lagern über Frankreich, bezw. über Galizien und Polen, weitere solche liegen überall über den stark erwärmten Gebieten im Süden und über dem Festlande. Die Luftdruckkarte ist auch in Sprungs Lehrbuch der Meteorologie wiedergegeben. Zwecks weiterer Orientierung über diesen Fall sei auch auf dessen Besprechung durch Herrn Köppen in der Meteorologischen Zeitschrift hingewiesen[3]).

Taf. I, Fig. 3 und 4, geben zwei Partial-Isobarenkarten für das von Herrn von Rohr beschriebene Wintergewitter vom 10. auf 11. Dezember 1891. Die speziellen Isobarenkärtchen sind in der Originalabhandlung nachzusehen[4]). Auch hier stellen die Teildepressionen längliche Ovale dar, die im ganzen senkrecht zu den Isobaren und zu ihrer Fortschreitungsrichtung verlaufen. Taf. II, Fig. 1, gibt für den in Taf. I, Fig. 4, dargestellten Termin die Bewölkungsverteilung. Die schraffierten Gebiete sind die starker Bewölkung (9 und 10).

Der in Taf. II, Fig. 2 bis 4 und Taf. III dargestellte 12. und 13. Juni 1901 wurde mit Rücksicht auf die gleichzeitig stattfindende internationale Ballonfahrt gewählt, um die Temperaturänderungen in den Vertikalen verfolgen zu können[5]). Am 12. Juni 2^p (Taf. II, Fig. 2) finden wir typische Gewittersäcke, jedoch unregelmäßig verteilt und ohne lebhafte Entladungen. Erst das gegen Abend über der Lüneburger Heide sich bildende und am nächsten Morgen zu voller Stärke entwickelte Minimum bewirkt den Zusammenschluß derselben zu furchenförmigen Teildepressionen. In Taf. II, Fig. 4, sind auch die Gebiete dargestellt, in welchen der Wind vom Gradienten um weniger als 45^0 abgelenkt ist. Die beiden tiefen Druckfurchen über den Linien Hannover-Marburg und westlich der Saale erkennen wir in der Mittagskarte wieder in den beiden Teildepressionen zwischen Oder und Weichsel. Das Hauptminimum hat sich seit dem Morgen bis über Rügen verlagert, um gegen Abend eine Lage nördlich der Danziger Bucht einzunehmen. Auch im 9^p-Termin kommt die radialförmige Orientierung der Teilminima deutlich zum Ausdruck, während sich in West-

[1]) Köppen: Der Gewittersturm vom 9. August 1881. Ann. d. Hydrographie 1882.

[2]) Börnstein: Die Gewitter vom 13. bis 17. Juli 1884. Arch. d. deutsch. Seewarte 1895.

[3]) Met. Zeitschr. 1887, S. 443.

[4]) s. S. 2 Anm. 2).

[5]) Ergebnisse der Arbeiten am Aeronautischen Observatorium in den Jahren 1900 und 1901. Veröffentlichungen d. Kgl. Preuß. Met. Inst. 1902.

Deutschland ganz unregelmäßig verteilter Luftdruck vom Rhein her einschiebt (s. Taf. III). Die Herstellung der Karten geschah mit Hilfe der Stationen I., II. und III. Ordnung des preußischen Beobachtungsnetzes, sowie der dänischen Beobachtungen und der stündlichen Beobachtungen der Deutschen Seewarte. Die Reduktion aufs Meeresniveau erfolgte mit direkter Einführung der beobachteten Temperatur in die Formel nach dem von Herrn von Bezold für die bayerischen Stationen angewandten Verfahren[1]).

II. Die Böenwellen in der synoptischen Darstellung und in den Aufzeichnungen der Registrierapparate.

Die für den speziellen Fall des 3. Juli 1898 gefundenen Resultate lassen sich auf Grund des vorliegenden Kartenmaterials verallgemeinern und in einer Anzahl Sätze niederlegen, welche der Reihe nach aufgeführt werden sollen. Wir können zunächst sagen:

»Die Ein- und Ausbuchtungen der Isobaren in unseren Zyklonen stellten als Partial-Isobaren aufgezeichnet Gebiete relativ niedrigen Luftdrucks von länglich ovaler Form dar, welche durch Gebiete höheren Luftdrucks von einander getrennt sind.«

Damit ist nicht gesagt, daß diese Teildepressionen alle von gleicher Tiefe und von gleichem Umfang sein müssten; vielmehr sind diese »Wellen« — wegen ihres nahen Zusammenhangs mit den Böen etwa »Böenwellen« zu nennen — von sehr verschiedener Intensität. Da sie sich mit verschiedener Geschwindigkeit fortpflanzen, so können offenbar Interferenzen eintreten, welche die Stärke der einzelnen Wellen modifizieren.

»Die Wellen kreisen radialförmig um das Zentrum der Hauptdepression.«

Man vergleiche hierüber besonders Taf. I, Fig. 1 und Taf. II, Fig. 4. Liegt das Zentrum der Hauptzyklone hoch oben im Norden, so wird von der radialen Orientierung der Wellen wenig mehr zu merken sein: wir bekommen einfach das Bild von hintereinander laufenden nordsüdlich gerichteten Wellen (Taf. I, Fig. 3). Häufig ist auch der Fall, dass die Hauptdepression selbst sich fortbewegt, wie überhaupt unsere großen Zyklonen nur als sekundäre Erscheinungen innerhalb des allgemeinen Druckgefälles gegen Norden aufzufassen sind. Die wirkliche Bewegung setzt sich daher oft aus zahlreichen Einzelbewegungen zusammen, und wir bekommen ein Bewegungssystem, das etwa einem Gelenkmechanismus mit verschiedenen Freiheitsgraden zu vergleichen wäre. Beispiele für solche komplizierten Bewegungen bietet namentlich die Köppensche Böe, bei der hierauf in der Zeichnung der idealen Isobaren besondere Rücksicht genommen werden mußte. — Am intensivsten bilden sich die Teildepressionen in den Grenzgebieten zwischen Zyklone und Antizyklone aus. Hier bekommt der niedersteigende Luftstrom der Antizyklone schon einen merklichen Einfluß auf die benachbarten Teile der Depression, der sich durch höhere Erwärmung geltend macht. Bei den Ballonaufstiegen in solchen Grenzgebieten haben sich oft zwischen den Luftschichten mit normaler Temperaturabnahme Störungsschichten vorgefunden, welche gewissermaßen von der nahen Antizyklone eingeschobene Keile darstellen. Am leichtesten bilden sich solche Teildepressionen da, wo infolge der hohen Erwärmung Neigung zu Witterungsstörungen eintritt, welch' letztere der im

[1]) Ergebnisse der Met. Beob. im Kgr. Bayern 1879.

Laufe des Tages heranrückenden Hauptdepression gleichsam tributär werden. In manchen Fällen, wo ohne das Hinzutreten der Hauptzyklone nur lokale Störungen sich bilden würden, schließen sich die Gewittersäcke unter deren Einfluß zu tiefen Druckfurchen zusammen, welche die Hauptdepression radialförmig umkreisen und erst verschwinden, nachdem die gewitterbildenden Einflüsse aufgehört haben. Die Aufeinanderfolge dieser Prozesse erkennen wir am schönsten durch Vergleich der Luftdruckkarten vom 12. und 13. Juni 1901 (Taf. II, Fig. 2 und 3).

»Die Teildepressionen entstehen wesentlich unter dem Einflusse der ungleichen Erwärmung und Reibung.«

Da die erstere im Sommer auf dem Lande eine weit raschere ist, so werden sich dort aufsteigende Luftströme, Konvektionsströmungen, entwickeln, welche störend in die regelmäßige Zirkulation der Hauptzyklone eingreifen.

»Die Teildepressionen innerhalb einer Zyklone sind während des Sommers im wesentlichen an das Festland gebunden.«

Am deutlichsten sehen wir dies am 17. Juli 1884 (Taf. I, Fig. 2). Überall in den stark erwärmten Gebieten, besonders im Süden, haben sich große Gewittersäcke ausgebildet. Auffallend ist die Neigung der Teildepression über Frankreich, auch die iberische Halbinsel in ihr Gebiet mit einzubeziehen, trotzdem diese weit jenseits der Peripherie der über den Shetlandsinseln lagernden Zyklone liegt. Wenn auch das Fehlen der Teildepressionen auf dem Meere dem Mangel eines Stationsnetzes zugeschrieben werden kann — an allen Beispielen bemerken wir jedenfalls eine zunehmende Regelmäßigkeit im Verlauf der Isobaren gegen die Küsten hin. — Daß solche Teildepressionen auf dem Meere vorkommen können, da es ja auch Gewitter mit Luftdruckschwankungen auf hoher See gibt, ist natürlich; aber einerseits beziehen sich solche Fälle meist auf Gegenden nahe der Küste, wie die Böen und Stürme im Kanal; andererseits kann auch auf dem Meere ungleiche Erwärmung eintreten, wenn auch nicht in demselben Grade wie zwischen Meer und Land. Jedenfalls aber sind Teildepressionen mit ihren Begleiterscheinungen auf dem festen Lande viel häufiger und ausgesprochener als auf dem Meere. Die sekundären Depressionen sind ursprünglich als Konvektionszyklonen (Zyklonen mit warmem Zentrum) innerhalb der gewöhnlichen Zyklonen (Zyklonen mit kaltem Zentrum) aufzufassen; erst die Kombination beider erzeugt die Erscheinungen, welche für die sekundäre Depression charakteristisch sind.

Wenn der Luftdruck eine wellenförmige Anordnung zeigte, so war es von vornherein wahrscheinlich, daß auch die übrigen meteorologischen Elemente ein ähnliches Verhalten aufweisen würden. Dies läßt sich für einige von ihnen in der Tat mittels synoptischer Karten nachweisen, bei anderen ist für das Vorhandensein solcher Wellen wenigstens große Wahrscheinlichkeit vorhanden. Wir können aussprechen:

»Die Böenwellen zeigen sich auch bei einer synoptischen Darstellung der übrigen meteorologischen Elemente.«

Da sich die meteorologischen Elemente in einer Depression in charakteristischer Weise ändern, so muß diese Änderung für regelmäßig aufeinanderfolgende Depressionen auch periodisch wiederkehren. Sehr schön läßt sich die synoptische Methode auf Änderungen in den Windverhältnissen anwenden. In Taf. II, Fig. 4, ist die schwache Windablenkung vom Gradienten an der Rückseite der Teildepressionen zur Darstellung der Wellen benutzt worden. Die Abwei-

chungen der Windrichtungen von dem Gradienten, nach Teilen eines rechten Winkels geschätzt, wurden in eine zweite Karte eingetragen, und es ergaben sich, wie für den Luftdruck, ovale Gebiete schwacher Windablenkung (unter 45°). Diese Gebiete decken sich nicht vollständig mit den beim Luftdruck auftretenden, sondern liegen etwas gegen diese zurück, so daß immer ein Gebiet mit schwacher Windablenkung auf die Rückseite der Teildepression, ein solches mit starker Windablenkung auf die Vorderseite zu liegen kommt, wie zu erwarten war. Diese Darstellung der Wellen ist völlig unabhängig von der vorigen und dadurch bemerkenswert, daß sie nicht an das bis zu einem gewissen Grade willkürliche Mittelglied der idealen Isobaren gebunden ist, sondern direkt aus den vorhandenen Isobaren und Winden hergeleitet wird.

Für die Bewölkung liegt die Sache insofern schwierig, als deren Schätzung stark der Subjektivität unterworfen ist. Außerdem wächst dieselbe stets mit der Annäherung an das Meer, so daß wir eigentlich erst die Abweichungen von einer idealen Bewölkungsverteilung (Partial-Isonephen) zur Darstellung der Periodizität der Bewölkung benutzen könnten. Dies erscheint aber vorläufig etwas gewagt, zumal da sich eine gewisse Periode auch bei der einfachen Darstellung zeigen muß. Ist es doch gerade dieses Element, welches z. B. bei dem sogenannten »Aprilwetter« mit seinem schnellen Wechsel von Regen und Sonnenschein am meisten in die Augen fällt. Für den 11. Dezember 1891 2^p (Taf. II, Fig. 1) wurden die Stationen mit den Bewölkungen 9 und 10 durch Kurven umgrenzt und von den übrigen Stationen mit geringerer Bewölkung geschieden. Wir bekommen ganz ähnliche Kurven wie bei den Partial-Isobaren für denselben Zeitpunkt, nur etwas nach rückwärts verschoben, so, daß die Gebiete starker Bewölkung mit dem steigenden Luftdruck auf der Rückseite der Teildepressionen kollidieren.

Am schwierigsten dürfte der Nachweis eines periodischen Auf- und Abschwankens des Dunstdrucks sein. Doch zeigen sich auch hier Andeutungen in der Weise, daß der höhere Dunstdruck den Teildepressionen vorausgeht, ohne daß sich jedoch bei den geringfügigen Unterschieden eine kartographische Darstellung lohnen würde.

Ein weiteres Hilfsmittel der synoptischen Darstellung sind die Linien gleichzeitigen Regenfalls. Solche Karten sind jedoch schwer zu entwerfen; es finden sich wohl bei manchen Stationen genauere Angaben über Eintritt und Zeitdauer einer Regenböe, bei anderen dagegen fehlen sie gänzlich und für den Abend und frühen Morgen finden sich überall nur ganz allgemeine Bemerkungen. Herr von Rohr[1]) hat solche Karten gezeichnet; dieselben zeigen, wenn auch keine regelmäßige Wiederkehr, so doch das Vorkommen von mehreren gleichzeitigen Regenzügen über Deutschland. Dagegen stützt sich eine ähnliche Art von Karten, die Isobrontenkarten, auf ein viel besseres Beobachtungsmaterial und ist geeignet, jene völlig zu ersetzen; denn wenn schon die Gewitter, die nur gelegentlich in den Teildepressionen auftreten, eine gewisse Periode zeigen, so wird diese beim Regen noch weit ausgesprochener sein. Der enge Zusammenhang der Gewittererscheinungen mit den Platzregen ist auch durch Herrn Less[2]) in seiner Abhandlung »Über den täglichen Gang der Sommerregen bei verschiedenen Wetterlagen« festgestellt worden. Doch sind hierunter nur die Wärmegewitter, nicht die Wirbelgewitter zu verstehen (vergl. S. 16). Im Preußischen Meteorologischen

[1]) s. S. 2, Anm. 2.
[2]) Met. Zeitschr. 1900, S. 49.

Institut werden für jeden Gewittertag die Isobronten gezeichnet, und es haben sich dabei mehrfach regelmäßig hintereinander herlaufende Isobrontenzüge feststellen lassen. Das hierher gehörige Kartenmaterial wurde dem Verfasser von Herrn Süring in liebenswürdiger Weise zur Einsicht übergeben, und Veröffentlichungen hierüber werden bald in den »Ergebnissen der Gewitterbeobachtungen« erscheinen.

Zu diesen synoptischen Methoden beim Nachweise der Böenwellen kommen die Aufzeichnungen der Registrierapparate auf den einzelnen Stationen. Mit Rücksicht auf die in Fig. 1, S. 9, gegebenen Beispiele und die unten aufgezählten Tage kann ausgesprochen werden:

»Der Vorübergang der Böenwellen hinterläßt in den Barogrammen, den Thermogrammen und den Sonnenscheinautogrammen der Stationen charakteristische Merkmale.«

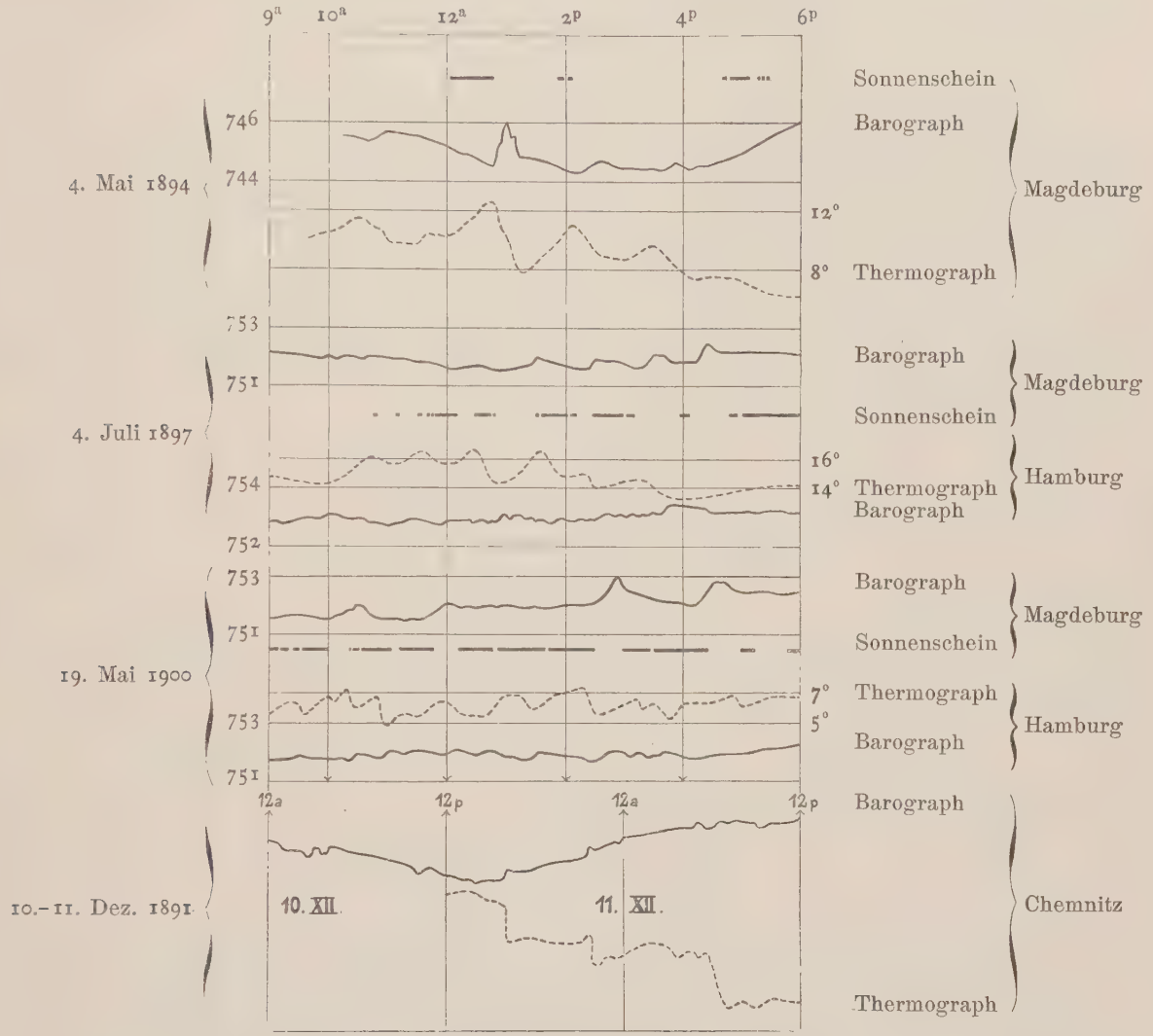
Der Nachweis wird jedoch durch mancherlei Umstände erschwert, insbesondere durch die gegenseitigen Interferenzen der Wellen, sodann speziell bei den Barogrammen durch die störende tägliche Doppelwelle des Luftdrucks, bei den Thermogrammen durch die weit überwiegende tägliche Periode, bei den Sonnenscheinautogrammen durch den Umstand, daß sie nur für die Tagesstunden in Betracht kommen. Anemogramme und selbstregistrierende Niederschlagsmessungen mußten teils ihrer geringen Übersichtlichkeit wegen, teils weil sie nur in beschränktem Masse zugänglich sind, für die Untersuchungen in Wegfall kommen. Trotzdem ließen sich für die periodische Wiederkehr der meteorologischen Elemente eine größere Anzahl Beispiele finden. Dieselben wurden an der Hand der Magdeburger Beobachtungen und der Berichte der Seewarte festgestellt. In den Jahren 1894 bis 1900 zeigten folgende Tage in den Aufzeichnungen der Registrierapparate besonders deutlich die Periodizität:

1894: 4. V.
1895: 20. VI.
1896: 30. I., 29. VII.
1897: 7/8. I., 19. V., 4. VII., 4. IX., 29. IX., 4. XII.
1898: 25. I., 16. II., 23. II., 11. IV., 17. IV., 3. V., 23. VI., 8/9. VIII., 15. XII.
1899: 16/17. I., 13/14. II., 13. V., 15. VI., 30. VI., 27. VII., 30. VII., 7. VIII., 29. VIII., 8/9. XI., 14/15. XI., 29. XII.
1900: 3. I., 13. II., 13. IV., 19. V., 23. VI., 7. VII., 7. VIII., 11. VIII.. 24/25. VIII., 17. XII., 24. XII.

Als typisch sind in Fig. I der 4. Mai 1894, der 4. Juli 1897 und der 19. Mai 1900 wiedergegeben, dazu von den synoptisch behandelten Fällen Aufzeichnungen des Chemnitzer Baro- und Thermographen am 10/11. Dezember 1891. Bei allen Kurven bemerken wir Zacken in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen. Das Emporschnellen des Barometers geht mit einem plötzlichen Sinken der Temperatur und Aufhören des Sonnenscheins Hand in Hand. Nach einiger Zeit kommt die Sonne wieder zum Vorschein, und die Temperatur steigt, bis das Spiel von neuem beginnt. Häufig, wie am 4. Mai 1894 in Magdeburg, ist die erste Welle am besten ausgesprochen, da sie den nachfolgenden bis zu einem gewissen Grade die Bedingungen des Zustandekommens vorweg nimmt, namentlich was die Temperaturverhältnisse anbelangt.

Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der sekundären Depressionen ist so viel Litteratur vorhanden, daß es sich erübrigt, hier näher darauf einzugehen. Die Böenwellen oder Teildepressionen pflanzen sich mit einer Geschwindigkeit fort, welche einer mittleren bis heftigen Windstärke entspricht. Die Schwankungen gehen im Einzelnen von 20 km bis 100 km in der Stunde. Die Größe des Weiterschreitens ist also jedenfalls von der Ordnung einer Windgeschwin-

Fig. 1.



Aufzeichnungen der Registrierapparate beim Vorübergang von Böenwellen.

digkeit. Im besonderen Falle wird sie von der Stärke der Winde der Hauptzyklone abhängen, da die Teildepressionen gleichsam im Hauptstrome mitschwimmen. Bemerkenswert ist, daß ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit der der Gewitter identifiziert werden kann, weil die letzteren nur Begleiterscheinungen von Teildepressionen darstellen. Dieser Umstand soll uns später noch von Nutzen sein.

III. Über die Entstehung und Natur der Böenwellen.

Beim Aufsuchen einer Erklärung für das Zustandekommen der Böenwellen weisen uns die bekannten Luftdruckänderungen zunächst darauf hin, denselben longitudinale Natur zuzuschreiben. Dabei ergibt sich aber folgende Schwierigkeit. Nach bekannten physikalischen Gesetzen müssen sich longitudinale Wellen in der Luft stets mit ein und derselben Geschwindigkeit, derjenigen des Schalls fortpflanzen. Die Formel für die Schallgeschwindigkeit lautet:

$$c = \sqrt{k \cdot \frac{dp}{ds}}$$

wo k (das Verhältnis der spezifischen Wärmen für einatomige Gase) gleich 1.41 ist und p und s den Druck bezw. das spezifische Gewicht der Luft bezeichnen. Diese Größe c kann sich für trockene Luft von dem Werte 330 m nicht sehr weit entfernen. Fraglich ist zunächst, ob nicht die Vorgänge bei der Kondensation des Wasserdampfes durch die dabei auftretende Verdampfungswärme eine solche Verlangsamung der Schallgeschwindigkeit zur Folge haben können, daß wir auf Werte kommen, die den Windgeschwindigkeiten entsprechen. Dies kann auf mathematischem Wege untersucht werden. Sei s das specifische Gewicht der Luft beim Drucke p, und der absoluten Temperatur T, dann besteht für s die Gleichung:

$$(1) \quad s - s_0 \cdot \frac{p - 0.378\, e}{p_0} \cdot \frac{273}{T} = f(p, s, T) = 0 \cdot$$

Die Gleichung der Adiabate für das Regenstadium ist[1]):

$$A R_\lambda \log v + c_v \log T + \frac{rx}{T} + \int \frac{x\, dT}{T} = \text{const.}$$

Setzt man: $$x = \frac{ev}{R_\delta T} = \frac{e}{s R_\delta T} \left(\text{da } v = \frac{1}{s}\right),$$

so folgt eine nur s und T als Variable enthaltende Gleichung, wobei der Dunstdruck e wie in (1) als Funktion der Temperatur allein angesehen werden muß:

$$(2) \quad - A R_\lambda \log s + c_v \log T + \frac{r}{R_\delta} \cdot s \frac{e}{T^2} + \frac{1}{R_\delta} \int \frac{e\, dT}{s T^2} = \varphi(s, T) = \text{const.}$$

Aus (1) und (2) folgt durch Differentiation:

$$(3) \quad \frac{dp}{ds} = \frac{\frac{\partial f}{\partial t} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial s} - \frac{\partial f}{\partial s} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial T}}{\frac{\partial f}{\partial p} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial T}} \cdot$$

Nach dieser Gleichung läßt sich $\frac{dp}{ds}$ und c berechnen. Es ergibt sich hierfür eine komplizierte Formel, deren Wiedergabe ihrer geringen Übersichtlichkeit halber unterlassen ist; aus derselben folgt jedoch, daß die Schallgeschwindigkeit auch in gesättigter Luft nicht weit vom Werte 300 m abweichen kann. Dieses Resultat ist auch schon experimentell von Herrn Jäger[2]) festgestellt worden.

Es gibt jedoch noch andere Longitudinalwellen in der Luft als Schallwellen, welche sich tatsächlich mit 300 m Geschwindigkeit fortpflanzen; das sind die oben erwähnten Erschütterungs-

[1]) Von Bezold: Zur Thermodynamik der Atmosphäre. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. z. Berlin 1888, S. 307 ff.

[2]) W. Jäger: Über Schallgeschwindigkeit in Dämpfen. Wiedemanns Ann. f. Phys. u. Chem. XXXVI, S. 165.

wellen nach Erdbeben und vulkanischen Ausbrüchen. Für die Krakatauwelle[1]) vom 26.—27. August 1881 konnte die Fortpflanzungsgeschwindigkeit ziemlich genau zu 314.2 m in der Sekunde festgestellt werden.

Für die Entstehung und Natur der Böenwellen sollen die folgenden Betrachtungen eine Erklärung geben. Denken wir uns ein elastisches Medium, das sich mit konstanter Geschwindigkeit in einer Röhre hinbewege, in der auf einer bestimmten Strecke ein kontinuierlich verbreiteter Widerstand eingeschaltet sei. Der letztere wird auf das elastische Medium eine gewisse Stauwirkung ausüben, bis der Gegendruck durch die nachströmenden Massen überwunden wird. Der Vorgang ist der Luftwelle zu vergleichen, welche von einem Kolben durch einen Zylinder hindurchgesandt wird. Hier findet jedoch nicht ein einmaliger Stoß, sondern ein kontinuierliches Nachströmen statt, so daß sich allmählich ein stationärer Zustand einstellen müßte. Dieser Zustand wird aber nur einen Grenzfall, den des labilen Gleichgewichtes, darstellen, während bei der geringsten Störung der Ausgleich stoßweise, wellenförmig erfolgen muß. Auch bei den Helmholtzschen Wogenwolken könnten die beiden Windströmungen an und für sich ruhig übereinander herfließen und sich in einer Ebene berühren; aber dieser Fall ist eben der des labilen Gleichgewichtes, der in der Natur nur sehr kurze Zeit bestehen kann[2]). In Wirklichkeit werden in solchen Fällen stets Wellenbewegungen eintreten. Es sei hier an den bekannten Vorgang erinnert, daß ein Blatt in einen Bach eintaucht, eine Strecke mitgerissen wird, darauf wieder zurückschnellt, um seine Wanderung aufs neue zu beginnen. Bei Platzregen kann man beobachten, daß ein plötzlicher Windstoß in den herabfallenden Regensträhnen regelmäßige Verdichtungen und Verdünnungen hervorruft, die sich rasch in der Windrichtung weiterbewegen. In Rinnen fließende Wasserläufe zeigen eine gleichmäßige, von den Widerständen an den Wänden herrührende Kräuselung, da Wasser als inkompressibler Körper nur transversale Wellen bilden kann; wo dies nicht möglich ist, zerreißt es in einzelne Stücke, wie beim Durchtreiben durch Glasröhren. Ruhig und geschlossen aufsteigender Tabaksrauch löst sich an einer bestimmten Stelle in Wölkchen auf, die regelmäßig hintereinander herlaufen. Ganz ähnlich sind die Vorgänge in der Atmosphäre. Trifft eine gleichmäßige Windströmung auf Widerstände, sei es in Form von Reibung oder auch von Gegenströmungen, so geht sie über dieselben in einzelnen Stößen hinweg. Analog gestaltet sich die Sache, wenn wir statt einer geradlinigen Strömung einen Luftwirbel betrachten. Entstehen in einem gewissen Teile des Wirbels infolge starker Erwärmung Konvektionsströmungen, welche sich als Hemmungen der allgemeinen Zirkulation äußern, so werden diese Widerstände in einzelnen Wellen überwunden (vergl. Fig. 2). Doch sind hierunter nicht longitudinale Wellen zu verstehen, sondern ganz allgemein Zustände mechanischer bezw. thermodynamischer Art, die sich über das Gebiet hin fortpflanzen und an den einzelnen Punkten in Zwischenräumen wiederkehren. Gemeinsam ist aber allen diesen Vorgängen die Auf-

Fig. 2.

[1]) Met. Zeitschr. 1889, S. 337.

[2]) Siehe S. 1, Anm. 1 (Schlußwort der Helmholtzschen Abhandlung).

lösung des labilen Gleichgewichtes in periodische Bewegungen. Anfangs als sogenannte Gewittersäcke unregelmäßig verteilt, schließen sich die lokalen Einsenkungen unter dem Druck der nachströmenden Luft zu Luftdruckfurchen zusammen, welche das Zentrum der Zyklone sternförmig umkreisen und immer neu erzeugt werden, solange noch Widerstände vorhanden sind. Die ungleiche Erwärmung ist es, und in zweiter Linie die Reibung, welche in dem regelmäßigen Kreislauf der Zyklone hemmend wirkt und die Böenwellen hervorruft. Die Wellen werden sich am schönsten und regelmäßigsten dann ausbilden, wenn das Störungsgebiet sektorartig in die Zyklone einschneidet. Wenn man die S. 8 erwähnten Fälle an der Hand der Wetterkarten verfolgt, so wird man finden, daß das Zentrum der Hauptzyklone fast immer über der jütischen Halbinsel oder Südskandinavien liegt. Bei dieser Lage des Depressionszentrums bildet in der Tat das feste Land noch am ehesten die Form eines in die Zyklone einschneidenden Keiles. — Die Erklärung der Böenwellen aus der ungleichen Erwärmung gibt uns auch ein Mittel an die Hand, deren relativ häufiges Auftreten in der ersten Hälfte des Jahres zu erklären. In dieser Zeit sind die Temperaturdifferenzen zwischen den nördlichen und südlichen Teilen der Zyklonen am größten; die über dem vom Winter her kalten Meere lagernden Luftmassen erwärmen sich nur langsam, während das Festland rascher Insolation ausgesetzt ist. Umgekehrt verhält es sich natürlich in der zweiten Jahreshälfte. — Der Grund für die geringe Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Böenwellen liegt darin, daß sie nicht sowohl der Kompression der Luft, als der sukzessiven Abkühlung durch die Niederschläge ihre Entstehung verdanken. Sie sind beim Fortschreiten ständig in Neubildung begriffen und an den Ort gebunden, wo sie entstehen.

Ein Beitrag zum Nachweis des Zusammenhanges zwischen der Gewittergeschwindigkeit mit den Winden ist ferner die Übereinstimmung in der jährlichen und täglichen Periode. Eine Schwierigkeit liegt hier in der geringen Vergleichbarkeit verschiedener Jahresperioden im einen oder anderen Falle. Doch soll es sich hier nur um die qualitative Seite handeln und die angeführten Beispiele sollen nur zeigen, daß der Sinn der Änderungen zu verschiedenen Jahres- und Tageszeiten in beiden Fällen derselbe ist. Nach einer Arbeit von Herrn Hellmann[1]) läßt sich für gewisse Orte die mittlere Windstärke nach Monatsgruppen berechnen. Auf der niederländischen Station Leeuwarden geben die Monate Mai, Juni, Juli im Durchschnitt der Jahre 1881—90 einen Winddruck von 2.67 kg pro qm. Mittels der Formel $v = \sqrt{8p}$ erhält man für die Windgeschwindigkeit v in den Monaten

Mai, Juni, Juli : $v = 4.62$ m.
Analog im März, April, August: $v = 5.30$ »

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter in den Niederlanden während der Jahre 1887—91 beträgt[2])

Mai, Juni, Juli : 33 km pro Stunde.
März, April, August: 41 » » »

Das Verhältnis der Windgeschwindigkeiten in beiden Zeiträumen ist demnach 1.1, das der Gewittergeschwindigkeiten 1.2.

[1]) Hellmann: Untersuchungen über die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit. Met. Zeitschr. 1897, S. 321.
[2]) Onweeders in Nederland naar vrijwillige Waarnemingen in 1891. Deel XII.

Die mittlere Windgeschwindigkeit in München während der Jahre 1880—1894 ist in den Wintermonaten 1.65 m, in den Sommermonaten 1.55 m pro Sekunde. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter in Süddeutschland in den Jahren 1880—88 während des Winters beträgt 43.3 km, während des Sommers 38.4 km in der Stunde[1]). Die Verhältnisse sind hier 1.06 und 1.13.

Die anemometrischen Aufzeichnungen auf Berggipfeln geben wie die Gewittergeschwindigkeiten im allgemeinen ein Maximum um die Wintermitte und ein Minimum im Sommer.

Bei der täglichen Periode ist bekanntlich der Gang der Windstärke in der Höhe und unten gerade umgekehrt; aber nur die Verhältnisse in der Höhe können für uns zum Vergleich mit Gewittern maßgebend sein. Nach Herrn Hann[2]) stelle ich den täglichen Gang der Windstärke im Sommer in der Höhenschicht zwischen 1400 m und 4300 m, sowie den der mittleren Geschwindigkeit der Gewitterzüge für Süddeutschland 1880—88 nach zweistündigen Intervallen zusammen (Abweichungen vom Mittel in Kilometern pro Stunde):

	Mn.	2	4	6	8	10	12a	2p	4	6	8	10	Mn.
Windstärke	2.45	**2.70**	2.23	0.86	−0.74	−2.59	*−3.20*	−2.63	−1.40	−0.11	0.97	1.80	2.45
Gewittergeschwindigkeit .	**2.75**	1.55	1.25	0.55	−1.75	*−2.65*	−2.55	−1.25	−1.15	−0.35	1.15	2.25	

In beiden Fällen liegt das Maximum der Geschwindigkeit bald nach Mitternacht, das Minimum gegen Mittag. Leider liegen für die Geschwindigkeit des Wolkenzuges in der freien Atmosphäre noch wenig Beobachtungen vor, doch scheint die tägliche Periode der mittleren Wolken mit der der Gewitter übereinzustimmen, während die Cirruswolken sich abweichend verhalten. — Die Analogie ließe sich, wenn wir uns auf geographisch benachbarte Gebiete beschränkten, noch besser durchführen. In Amerika, wo wir im allgemeinen schneller fortschreitende Depressionen finden, ist auch die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter eine bedeutend größere. Daraus geht hervor, daß das Gewitter nicht als Erscheinung für sich, sondern im Zusammenhange mit den begleitenden barometrischen Depressionen untersucht werden muß. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter ist der vorherrschenden Windstärke nahezu proportional.

IV. Anwendung des Prinzips der Superposition zweier Zyklonen auf die sekundäre Depression.

Der Begriff der sekundären Depression soll im folgenden in möglichst allgemeiner Bedeutung genommen werden. Wir begreifen darunter alle die Erscheinungen, welche an eine einseitige Entwickelung eines Gebietes tiefen Luftdrucks geknüpft sind. Im engeren Sinn gehören hierzu alle Teildepressionen, Gewittersäcke, Böengewitter und ähnliche Phänomene; im weiteren Sinn aber auch unsere großen Zyklonen, die wir meist als Urgebilde aufzufassen pflegen, die aber nur sekundäre Erscheinungen innerhalb des allgemeinen Druckgefälles gegen Norden darstellen. Die sekundären Depressionen im engeren Sinn haben gemeinsame, sehr charakteristische Merkmale, die in Kürze aufgezählt werden sollen:

1. V-förmige Ausbuchtung der Isobaren der Hauptdepression als Definitionseigenschaft.
2. Fortschreiten in der Richtung der vorherrschenden Luftströmung.

[1]) C. Lang: Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter in Süddeutschland 1879—88, Ergebnisse der Met. Beob. im Kgr. Bayern 1888.

[2]) Hann: Lehrbuch der Meteorologie 1900, S. 392 und 652.

3. Starke Winde längs der »Rinne« der Depression und auf der Rückseite.
4. Schwache Ablenkung des Windes vom Gradienten auf der Rückseite.
5. Heftige Niederschläge auf der Rückseite.
6. Hohe Temperatur auf der Vorderseite, tiefe auf der Rückseite.
7. Gewitter auf der Rückseite als gelegentlicher Bestandteil.

Diese Eigenschaften setzen wir als statistisch nachgewiesen voraus. Wie schon der Name »sekundäre Depression« andeutet, haben wir es eigentlich mit zwei Depressionen zu tun. Diesem Gesichtspunkte zufolge wollen wir die sekundäre Depression nicht für sich allein, sondern im Zusammenhange mit der Hauptzyklone behandeln und von der Wechselwirkung zweier Zyklonen ausgehend, die Eigenschaften der sekundären Depression herzuleiten suchen. In welcher Weise diese Wechselwirkung zu denken ist, lassen wir dahingestellt. Wir untersuchen nur, ob die Hypothese der Superposition von Zyklonen nicht ein einheitliches Prinzip darstellt, mittels dessen mehrere scheinbar zusammenhangslose Erscheinungen sich unter einen Gesichtspunkt bringen lassen, und ob hieraus neue Resultate gezogen werden können. Wir erörtern nicht Fragen wie die nach der Möglichkeit der Vereinigung zweier Depressionen, wir untersuchen nur: In welche neue Beleuchtung kommen die Fragen der Luftdruckverteilung, wenn wir die Hypothese der Superposition annehmen? — Immerhin soll darauf hingewiesen werden, daß die Entstehung der hier speziell behandelten sekundären Depression ungleich leichter sich erklären läßt als die Vereinigung zweier fertig gebildeter Depressionen. Ist z. B. ein Teil einer Zyklone starker Insolation ausgesetzt, so ist unschwer einzusehen, daß der hieraus entspringende Gradient sich mit dem Hauptgradienten zu einer Resultierenden vereinigt. Ebenfalls hier anzuführen ist eine die Zyklonen im indischen Ozean betreffende Tatsache[1]). Für den ersten Anblick recht unregelmäßig gestaltet, erhalten dieselben gut ausgesprochene zyklonale Rotation, wenn man die Monsunkomponenten, von denen die Zyklone fortgeführt wird, von den beobachteten Windstärken abzieht.

Um für die Isobarenformen ein mathematisches Bild zu bekommen, das uns nur dazu dienen soll, das ohnehin durch die Anschauung Gegebene auch im Zeichen auszudrücken, suchen wir Kurven, welche in analogen Fällen in der Physik auftreten. Solche sind die Niveaulinien des Raum- oder auch des Ebenenpotentials (logarithmischen Potentials). Unter der letzteren Annahme sagen wir: Jede Isobare läßt sich bis zu einem gewissen Grade durch Kurven approximieren, welche Gleichungen haben von der Form:

$$m_1 \log r_1 + m_2 \log r_2 + \cdots + m_n \log r_n = \text{const.}$$

Hierin ist m_i der Tiefe (Intensität) der einzelnen Zyklone proportional; r_i ist der Abstand eines Isobarenpunktes vom Zentrum der i-ten Zyklone. Da die Gleichung nur zwei Variable enthalten darf, so treten noch $n - 2$ Bedingungsgleichungen zwischen $r_1, r_2, \cdots r_n$ hinzu. Die aus dem kombinierten Gradienten entspringenden Isobaren werden in praxi dadurch leicht hergestellt, daß man zuerst die Isobaren der Urzyklonen zeichnet und die gesuchten Isobaren diagonal durch die Schnittpunktsvierecke hindurchzieht. — Um das Prinzip der Superposition auch auf die Windverhältnisse anwenden zu können, nehmen wir in den Urzyklonen den Wind der Richtung und Stärke nach als gegeben an und setzen an jeder Stelle die Komponenten mittels des Kräfteparallelogramms zusammen.

[1]) Vergl. Hann: Lehrbuch der Meteorologie 1900, S. 545.

Bei der Untersuchung der sekundären Depression müssen wir die Zyklonen verschieden groß annehmen (Fig. 3). Die kleinere derselben wird sich dann nur als eine Ausbuchtung der Isobaren der Hauptdepression zu erkennen geben. Ein Blick auf die Figur gibt uns folgende Resultate:

Auf der Vorderseite wird die Windrichtung von der Richtung in der Hauptzyklone stark nach links abweichen, oft nahezu senkrecht auf dieser stehen. Nehmen wir den Ablenkungswinkel vom Gradienten in beiden Zyklonen zu 90^0 an, so werden die stärksten Winde in der »Rinne« der Depression auf der Südseite eintreten. Sobald aber der Ablenkungswinkel in der größeren Zyklone den in der kleineren übertrifft, so verschiebt sich das Gebiet stärkster Winde auf die Rückseite der Depression[1]).

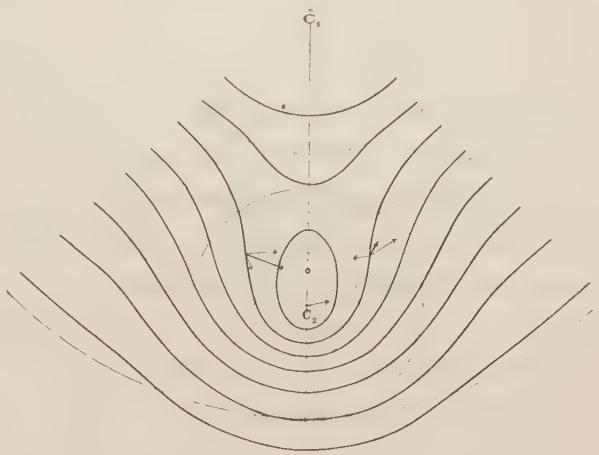


Fig. 3.

Die Ablenkung der Winde vom Gradienten wird auf der Vorderseite, wie gewöhnlich, eine starke sein; ja, es kann sogar ein Einströmen des Windes gegen die Isobaren stattfinden. Auf der Rückseite dagegen ist die Ablenkung eine sehr schwache; es werden Fälle eintreten können, wo die Windrichtung direkt mit dem kombinierten Gradienten zusammenfällt. Dies erklärt, warum die Windrichtung auf der Rückseite der Teildepressionen oft nahezu senkrecht auf den Isobaren steht.

Im Ganzen bekommen wir das aus den Wetterkarten uns wohlbekannte Bild: Plötzliche Drehung des Windes von West über Süd nach West zurück; schwache Winde oder Windstille auf der Vorderseite; heftiger Wind und Sturm längs der Linie tiefsten Barometerstandes und auf der Rückseite der sekundären Depression.

Die Teildepressionen bilden sich vorzugsweise in den Grenzgebieten zwischen Zyklone und Antizyklone aus. Liegt dagegen die Teildepression noch ganz innerhalb des Gebietes der Hauptzyklone, so werden wir eben nur eine schwach elliptische Zyklone bekommen, welche sich gegen den Sinn des Uhrzeigers dreht. (Vergl. z. B. die Wetterkarte vom 14. Oktober 1881).

Es fragt sich nun, ob der in Fig. 3 gezeichnete Zustand ein stationärer sein kann. Wenn die auf der Rückseite der sekundären Depression zuströmende Luft im Süden vollständig herumfließen könnte, so wäre dies offenbar möglich; aber da die Hauptmasse der Luft den Windrichtungen gemäß direkt auf die Linie des tiefsten Barometerstandes zuströmt, so wird der sekundären Depression von hinten mehr Luft zugeführt, als vorne abfließen kann. Die von rückwärts kommende Luft wird die vordere überholen und das ganze Phänomen wird längs des Randes der Hauptdepression fortrücken. Die Teildepression schwimmt gleichsam im Strome der Hauptdepression weiter. Diese Auffassung ist nicht nur für die Erdoberfläche festzuhalten, sondern auch in der Vertikalen nachgewiesen durch die Ballonfahrt vom 11. Mai 1894[2]). Als erstes Hauptergebnis wird dort erwähnt die »in so ausgesprochener Weise merkwürdige Feststellung, daß sich zwei Depressionen

[1]) Vergl. Meinardus: Über die absolute Bewegung der Luft in fortschreitenden Zyklonen. Met. Zeitschr. 1903, S. 536.

[2]) Assmann und Berson: Wissenschaftliche Luftfahrten. Bd. II. S. 293.

über einander weg bewegten, deren jede ihren vollständig getrennten Luftkörper mit gesondertem Wind-, Wolken- und Niederschlagssystem besaß. Die gesamte in Höhen von über 1500 m wahrgenommene Wolken- und Regenbildung gehörte durchaus der großen, ganz Nord- und Nordwest-Europa beherrschenden Depression an. Die untere, von der Hauptwolkenschicht durch einen mindestens 1000 m mächtigen, fast nebelfreien Zwischenraum getrennte Wolkenmasse dagegen gehörte mit dem Nordwestwinde, der sie vor sich hertrieb, zur Rückseite des flachen unteren Minimums, welches seit dem Morgen im Abzuge war.«

Das überwiegende Nachströmen der Luft von der Rückseite macht sich auch noch in anderer Weise geltend. Die ursprünglich kreisähnliche Ausbuchtung wird schmäler und schmäler, und wir bekommen schließlich statt einer runden Einsackung eine langgestreckte Druckfurche. Gerade bei den heftigsten Böengewittern sind diese Druckfurchen am deutlichsten ausgeprägt; z. B. bei der von Durand-Gréville beschriebenen Böe[1]).

Da die einzelnen Teile der sekundären Depression in der Hauptdepression fortschwimmen, so werden sich die mehr nach innen gelegenen Stellen, dem stärkeren Gradienten entsprechend, rascher fortbewegen als die weiter außen liegenden: die äußeren Teile bleiben zurück, und die ganze Teildepression bekommt eine nach rückwärts gebogene Form (Fig. 4). Gerade die Durand-Grévillesche Böe zeigt diese Eigentümlichkeit und Abercromby[2]) sagt über die V-förmigen Depressionen ganz allgemein: » . . . . . die Rinne ist fast immer gebogen, wobei sie ihre konvexe Seite nach Osten kehrt.«

Fig. 4.

Noch eine weitere bekannte Erscheinung erklärt sich auf diese Weise, der Umstand, daß sich jede herannahende Depression durch einen vorauseilenden Schirm von Cirrus- und Cirrostratuswolken ankündigt. Infolge der verschiedenen Temperaturverteilung verlieren alle unsere Zyklonen in gewisser Höhe ihre kreisähnliche Form und stellen nur mehr Ausbuchtungen in dem allgemeinen Druckgefälle gegen die Pole hin dar. Die Teildepressionen vollends sind schon in relativ geringen Höhen in den Isobaren gar nicht mehr zu erkennen. In der Höhe wird also die Luft ungehindert weiterströmen, während die tieferen Luftschichten durch das Dazwischentreten der Teildepressionen in der Fortbewegung verzögert werden. Dies ist der Grund, warum sich Wetterstürze in der Höhe, also auch auf Gipfelstationen, früher ankündigen als im Tale. Auch bei den großen Zyklonen folgen die höchsten Schichten ungehindert der allgemeinen Westströmung nördlich der Roßbreiten, während die Luft in der Tiefe durch rotierende Bewegung im Weiterschreiten gehindert wird. Für die sekundären Depressionen kommen wir also auf einen Brandungsvorgang zurück, womit Herr Köppen die Gewitterböen verglichen hat: Luftmassen werden in ihren unteren Teilen in der Fortbewegung gehemmt; die oberen überholen sie und stürzen über sie hinweg, gerade wie wir es beim Wasser beobachten.

---

[1]) Ann. du Bur. Centr. Mét. 1892.

[2]) Abercromby: Das Wetter, übersetzt von Pernter, 1894, S. 97.

Hier ist der Ort, kurz auf den Zusammenhang dieser Fragen mit dem Problem der Fortpflanzung der Zyklonen einzugehen. Das Ferrelsche Schema, in dem der Einströmungsgradient an der Erdoberfläche einfach mit einem Fortpflanzungsgradienten zusammengesetzt wurde, hat sich insofern als unbrauchbar erwiesen, als das geforderte Ausströmen an der Vorderseite der Zyklonen in den unteren Luftschichten nirgends beobachtet werden konnte. Dagegen hat Herr Köppen[1]) zur Erklärung bereits das Verfahren der Superposition zweier Zyklonen angewandt, indem er über eine angenommene kreisförmige Zyklone ein allgemeines Druckgefälle nach Norden, also gewissermaßen eine Zyklone mit unendlich großem Radius, darüber legte. Der Mittelpunkt der angenommenen Zyklone bekommt dadurch allerdings eine gewisse Fortpflanzungsgeschwindigkeit, aber es existiert weiter nördlich, da, wo die Windkomponenten sich gerade aufheben, ein windstiller Punkt, der in den Wetterkarten als Mittelpunkt der Zyklone erscheint. Durch Verlegung dieses windstillen Punktes — und einen solchen verlangt die Erfahrung — nach Norden wird auch das geforderte Ausströmen an der Vorderseite der Zyklonen vermieden. Die fortschreitenden großen Zyklonen sind als sekundäre Erscheinungen innerhalb des allgemeinen Druckgefälles gegen Norden aufzufassen. Voraussetzung ist dabei für sie die Exzentrizität oder einseitige Ausbildung. Diese ist aber in der Tat bei allen sich fortbewegenden Zyklonen nachzuweisen. Genau kreisförmige Zyklonen dagegen zeigen nach Herrn Köppen gar keine oder nur sehr unregelmäßige Bewegungen. Wir können direkt aussprechen: ist eine Zyklone exzentrisch gestaltet, dann muß sie sich fortbewegen, und zwar in der Richtung der vorherrschenden Luftströmung.

Es soll jetzt versucht werden, die Resultate über die Windverhältnisse im System zweier Zyklonen, die wir durch den Anblick der Figuren fanden, mathematisch zu fixieren (vergl. Fig. 5). Gegeben seien in den beiden Zyklonen

die Geschwindigkeiten V_1 und V_2,

die Ablenkungen φ_1 und φ_2 von den Gradientenrichtungen,

die »Intensitäten« m_1 und m_2 der Zyklonen.

Wir führen ein bipolares Koordinaten-System ein, in dem jeder Punkt durch die Abstände r_1 und r_2 von zwei festen Punkten bestimmt ist. Diese festen Punkte legen wir in die Mittelpunkte der gegebenen Zyklonen. Wir betrachten Windstärke und Windrichtung in einem beliebigen Punkt P. Sind μ_1 und μ_2 die Winkel, welche die Radienvektoren PC_1 und PC_2 mit dem kombinierten Gradienten bilden, so muß gemäß der Gleichung[2])

(1) $m_1 \log r_1 + m_2 \log r_2 = \text{const.}$

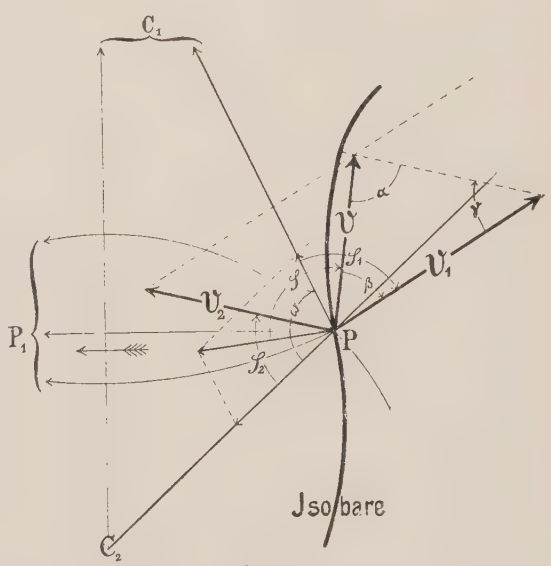


Fig. 5.

sein: $$\frac{dr_1}{dr_2} = -\frac{\frac{m_2}{r_2}}{\frac{m_1}{r_1}}$$

[1]) Met. Zeitschr. 1880, S. 41 und 1895, S. 223.

[2]) Siehe S. 14.

Andererseits ist[1]):

$$\cos \mu_1 = \frac{dr_1}{dr}$$

$$\cos \mu_2 = \frac{dr_2}{dr}$$

wo dr das Linienelement in der kombinierten Gradientenrichtung bedeutet. Demnach ist:

$$\frac{dr_1}{dr_2} = \frac{\cos \mu_1}{\cos \mu_2}$$

woraus durch korrespondierende Addition und Subtraktion:

$$\frac{\cos \mu_2 + \cos \mu_1}{\cos \mu_2 - \cos \mu_1}^{2}) = -\operatorname{ctg} \frac{\mu_1 + \mu_2}{2} \operatorname{ctg} \frac{\mu_2 - \mu_1}{2} = -\frac{\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2}}{\frac{m_1}{r_1} - \frac{m_2}{r_2}}$$

$\mu_2 - \mu_1$[3]) ist uns durch die Lage von P gegeben (vergl. Fig. 5). Aus der vorigen Gleichung kann man dazu $\mu_1 + \mu_2$ berechnen. Es ist

$$(2) \quad \frac{\mu_1 + \mu_2}{2} = \operatorname{arc\,tg} \left\{ \frac{\frac{m_1}{r_1} - \frac{m_2}{r_2}}{\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2}} \operatorname{ctg} \frac{\mu_2 - \mu_1}{2} \right\}$$

Bezeichnen wir die Winkel in dem Dreieck der Windkomponenten V_1 und V_2 und der Resultante V mit α, β, γ, so folgt aus den Neperschen Gleichungen:

$$(3) \quad \operatorname{tg} \frac{\alpha - \beta}{2} = \frac{V_1 - V_2}{V_1 + V_2} \operatorname{tg} \frac{\alpha + \beta}{2} = \frac{V_1 - V_2}{V_1 + V_2} \operatorname{tg} \frac{\mu_2 - \mu_1 + \varphi_1 - \varphi_2}{2}$$

und somit:

$$\alpha = \frac{\alpha + \beta}{2} + \frac{\alpha - \beta}{2} = \frac{\mu_2 - \mu_1 + \varphi_1 - \varphi_2}{2} + \operatorname{arc\,tg} \left\{ \frac{V_1 - V_2}{V_1 + V_2} \operatorname{tg} \frac{\mu_2 - \mu_1 + \varphi_1 - \varphi_2}{2} \right\}$$

Endlich wird der Ablenkungswinkel φ unter Benutzung von (3):

$$\varphi = \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} - \frac{\mu_1 + \mu_2}{2} + \operatorname{arc\,tg} \left\{ \frac{V_1 - V_2}{V_1 + V_2} \operatorname{tg} \frac{\mu_2 - \mu_1 + \varphi_1 - \varphi_2}{2} \right\}$$

Darin läßt sich noch der Wert von $\mu_1 + \mu_2$ aus (2) einsetzen und wir erhalten für den Ablenkungswinkel φ bei gegebenem V_1, V_2; φ_1, φ_2; m_1, m_2 den Wert:

$$\text{I.} \quad \varphi = \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} - \operatorname{arc\,tg} \left\{ \frac{\frac{m_1}{r_1} - \frac{m_2}{r_2}}{\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2}} \operatorname{ctg} \frac{\omega}{2} \right\} + \operatorname{arc\,tg} \left\{ \frac{V_1 - V_2}{V_1 + V_2} \operatorname{tg} \frac{\omega + \varphi_1 - \varphi_2}{2} \right\}$$

wobei wie in der Figur ω für $\mu_2 - \mu_1$ gesetzt ist.

r_1, r_2 und $\mu_2 - \mu_1$ sind durch folgende Relation verbunden, die man aus dem Dreieck $C_1 P C_2$ abliest:

$$d^2 = r_1^2 + r_1^2 - 2 r_1 r_2 \cos \omega$$

wo d den Abstand der Zyklonenmittelpunkte bedeutet.

Für die resultierende Windgeschwindigkeit V erhalten wir die Formel:

$$\text{II.} \quad V^2 = V_1^2 + V_2^2 + 2 V_1 V_2 \cos (\omega + \varphi_1 - \varphi_2).$$

---

[1]) Vergl. Serret: Lehrbuch der Differential- und Integralrechnung. Bd. I, S. 79.

[2]) Vergl. Hammer: Lehrbuch der Trigonometrie, S. 145.

[3]) In der Figur ist zur Abkürzung für $\mu_2 - \mu_1$ der Buchstabe ω gesetzt.

Die Gleichungen I. und II. sind im folgenden zu diskutieren:

I. enthält zwei Paare von zusammengehörigen Variabeln: r_1, r_2, welche auch ω und damit die Lage des Punktes in der Ebene bestimmen, und V_1, V_2, welche die angenommenen Geschwindigkeitskomponenten darstellen. Halten wir zunächst den Punkt fest und verändern nur V_1 und V_2, so ändert in der ganzen Gleichung nur der Bruch $\frac{V_1 - V_2}{V_1 + V_2}$ seinen Wert. Je größer dieser Bruch, desto größer sind die absoluten Werte des Ablenkungswinkels φ. Da der Zähler rascher wächst als der Nenner, so ergibt sich:

Der Ablenkungswinkel der Winde vom Gradienten auf der Rückseite ist um so kleiner, je größer die von der Hauptdepression herrührende Komponente V_1 ist. Da V_1 zugleich ein Maß für die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der sekundären Depression gibt, so muß in schnell fortschreitenden Teildepressionen die Windablenkung eine schwächere sein als in langsam sich fortbewegenden.

Der Bruch $\frac{\frac{m_1}{r_1} - \frac{m_2}{r_2}}{\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_1}{r_1}}$ bringt das Verhältnis der beiden Gradienten zum Ausdruck und es folgt aus ähnlichen Überlegungen wie oben bei den Windgeschwindigkeiten:

Je mehr der Gradient der Hauptzyklone überwiegt, desto schwächer ist bei derselben Windstärke die Ablenkung vom Gradienten auf der Rückseite.

Wichtiger ist der zweite Fall, wo wir den Punkt auf der Ebene wandern lassen, also r_1, r_2 und somit auch ω variieren. Wir nehmen an, daß sich der Punkt P auf der Senkrechten PP_1 zu C_1C_2 in der Pfeilrichtung auf C_1C_2 zu bewege. Wir untersuchen den Gang der Funktion $\operatorname{arc\,tg}\left\{\operatorname{tg}\frac{\omega}{2}\right\}$ auf diesem Wege. Die Funktion hat den Wert o an den Stellen, wo $\frac{\omega}{2}$ gleich $3R$ bezw. R wird, also ω den Wert $2R$ erreicht. Dies ist nach beiden Richtungen hin im Unendlichen der Fall. Nähert sich der Punkt C_1C_2, so erreicht dort die Funktion ihr Maximum, erfährt aber gleichzeitig einen Vorzeichenwechsel, indem sie von $+\frac{\pi}{2}$ auf $-\frac{\pi}{2}$ überspringt. — Ähnlich verhält sich das vorhergehende Glied in der Formel.

Auf der rechten (östlichen) Seite von C_1C_2 herrscht starke Ablenkung von Gradienten (wie gewöhnlich in unseren Zyklonen), auf der linken (westlichen) dagegen schwache Windablenkung, welche eben ein Charakteristikum der Teildepression darstellt.

Im zweiten Gliede tritt zu ω noch die Differenz $\varphi_1 - \varphi_2$ hinzu. Ist $\varphi_1 > \varphi_2$, so ist die Differenz positiv, und das Gebiet schwacher Ablenkung verschiebt sich nach Osten.

Aus Formel II. folgt für die Windstärke V: Für $\varphi_1 = \varphi_2$ erreicht die Windstärke ihr Maximum auf der Südseite der Teildepression, ihr Minimum nördlich vom Zentrum der Teildepression. Für $\varphi_1 > \varphi_2$ verschiebt sich das Gebiet größter Windstärke auf die Rückseite der Depression.

Zu beachten ist bei diesen Ausführungen, daß die oben angenommene Form der Isobarengleichung für die Resultate nicht von wesentlicher Bedeutung ist. Ähnliches würde sich ergeben, wenn wir zwei beliebig vorgezeichnete Zyklonen zu kombinieren hätten. Ausschlaggebend sind in den Formeln die trigonometrischen Funktionen, deren Form bestehen bleibt, auch wenn wir andere vorgegebene Zyklonen nach dem Prinzip der Superposition behandeln. Die Formeln sollen,

wie gesagt, uns nur ermöglichen, das durch die Anschauung in der Figur Gegebene auch im Zeichen ausdrücken zu können.

Im Anschluß hieran soll versucht werden, für die S. 3 eingeführten idealen Isobaren einige Prinzipien aufzustellen, welche bei Zeichnung derselben rein theoretisch wenigstens zu befolgen sind. Wenn die Isobaren eines Gebietes im allgemeinen regelmäßig verlaufen, z. B. um das Zentrum einer Zyklone als Mittelpunkt, jedoch im kleinen Unregelmäßigkeiten aufweisen, dann besteht unsere Aufgabe darin, für die wirkliche Luftdruckverteilung eine ideale zu substituieren, in welcher diese Unregelmäßigkeiten ausgeglichen sind. Bleiben wir bei dem Fall der unregelmäßig gestalteten Zyklone, so können wir uns dieselbe bildlich als eine Trichterfläche, außen durch einen Zylinder, an der Basis durch eine Ebene abgeschnitten, vorstellen, in welcher die Isobaren die Linien gleicher Höhe darstellen. Wenn wir diese gewissermaßen gefaltete Trichterfläche durch eine regelmäßig gestaltete Trichterfläche ersetzen wollen, dann muß vor allem die Gesamtmasse der Luft in beiden Fällen die gleiche bleiben, d. h. die Volumina der beschriebenen Flächen müssen dieselben sein. Beschränken wir uns darauf, eine Isobare durch eine ideale Isobare zu ersetzen, so entspricht dies der Aufgabe, einen Zylinder mit unregelmäßiger Umrandung in einen solchen mit regelmäßig gestaltetem Rand zu verwandeln: die ideale Isobare muß also der wirklichen flächengleich sein. Dies ist das Hauptprinzip zur Zeichnung der idealen Isobaren.

Diese Bedingung genügt aber noch nicht, denn sie besagt nur, daß eine Kurve hoher Ordnung, als welche eine beliebige Isobare aufgefaßt werden kann, in eine flächengleiche Kurve niedrigerer Ordnung zu verwandeln ist. Genauer ist über die Form der letzteren zunächst nichts bestimmt. Hier setzt das weiter oben[1]) ausgesprochene Prinzip über die Isobarenformen ein. Danach lassen sich die Isobaren innerhalb gewisser Grenzen darstellen durch Kurven von der Form:

$$m_1 \log r_1 + m_2 \log r_2 + \ldots + m_n \log r_n = \text{const.}$$

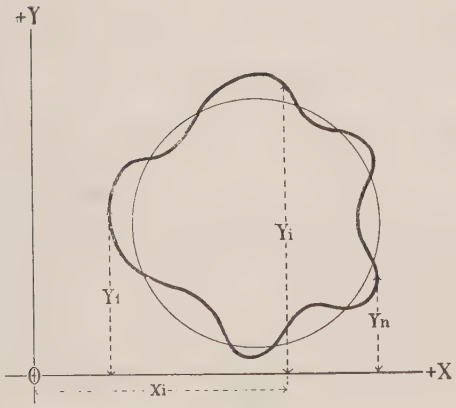


Fig. 6.

Jedenfalls geben die diesen Kurven eigentümlichen Krümmungsverhältnisse eine gewisse Annäherung an die wirklichen Isobaren. Ein besonders wichtiger Fall ist der, daß eine geschlossene, nahezu kreisförmige Isobare durch einen genauen Kreis zu ersetzen ist (Fig. 6). Dieser Kreis muß der Kurve flächengleich sein; dagegen ist über die Lage seines Mittelpunktes noch nichts ausgesagt. Ein von der Anschauung gegebenes Postulat ist, daß dieser Kreis die wirkliche Isobare in einer Maximalzahl von Schnittpunkten schneiden soll. Es läßt sich nun beweisen, daß der aus dem geometrischen Mittelpunkt der Isobare beschriebene Kreis diese Eigenschaft besitzt, welcher definiert ist durch die Koordinaten:

$$x = \lim_{n=\infty} \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i \right\} \text{ d. h. den Mittelwert der Abszissen;}$$

$$y = \lim_{n=\infty} \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} y_i \right\} \text{ d. h. den Mittelwert der Ordinaten,}$$

wenn man $x_n - x_1$ bezw. $y_n - y_1$ in n gleiche Intervalle einteilt.

[1]) Siehe S. 14.

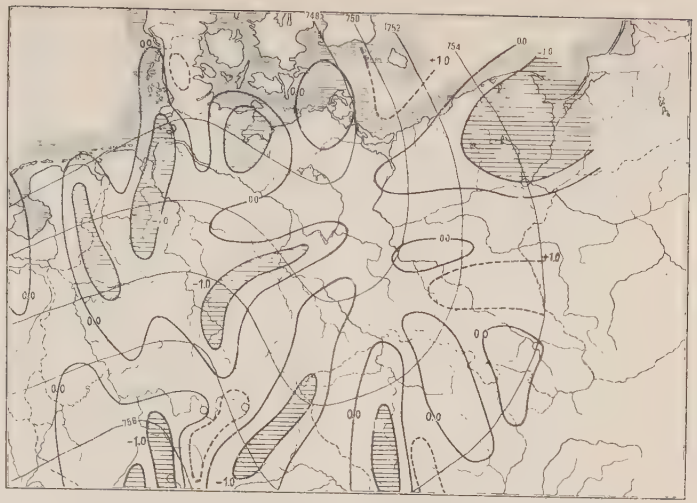
V. Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse.

Nachdem in der Einleitung die Helmholtzschen Wogenwolken und die Erschütterungswellen bei Erdbeben den Böenwellen als dem Hauptgegenstand der Untersuchung gegenübergestellt sind, sowie auf die Bedeutung der Stauungen der Luft an Küsten und Gebirgen hingewiesen wurde, folgt eine kurze Beschreibung der mittels der Methode der idealen und Partial-Isobaren kartographisch behandelten Tage, an denen die wellenförmige Aufeinanderfolge der Teildepressionen gezeigt werden soll. Hierauf werden die Haupteigenschaften der Böenwellen — länglich ovale Form, radialförmige Orientierung gegen das Zentrum der Hauptdepression, Entstehung unter dem Einflusse der ungleichen Erwärmung — erörtert und außer beim Luftdruck auch in den Windverhältnissen und in der Bewölkung eine gewisse Periode festgestellt. Die Registrierkurven der Stationen zeigen in Luftdruck, Temperatur und Sonnenschein ebenfalls den Vorübergang der Böenwellen. Dieselben entstehen infolge der Konvektionsströmungen und der Reibung über dem festen Lande, Faktoren, welche störend in die regelmäßige Zirkulation der Zyklone eingreifen und in Wellenbewegungen überwunden werden. Im Gegensatz zu den Schallwellen pflanzen sich die Böenwellen in der Ordnung einer Windgeschwindigkeit fort, wie aus den Ergebnissen der Ballonfahrten und der Übereinstimmung der Perioden der Gewittergeschwindigkeit mit denen der Windstärke hervorgeht. Hierauf wird das Prinzip der Superposition mehrerer Zyklonen als einheitlicher Grundgedanke zur Erklärung gewisser Luftdruck- und Windverhältnisse aufgestellt und speziell die Windstärken und Windablenkungen in der sekundären Depression aus der Kombination zweier ungleicher Zyklonen hergeleitet, in welchen jene Elemente als gegeben angesehen werden. Nach Besprechung einiger weiterer Eigenschaften der Teildepression wird der Zusammenhang mit der Fortpflanzungstheorie der großen Zyklonen kurz berührt, welche als sekundäre Erscheinungen innerhalb des Druckgefälles gegen Norden aufgefaßt werden; endlich werden für die Windverhältnisse in den Teildepressionen die durch die Anschauung gegebenen Resultate mathematisch fixiert. Einige Ausführungen über die bei der Zeichnung der idealen Isobaren zu befolgenden Prinzipien schließen die Abhandlung.

Lebenslauf.

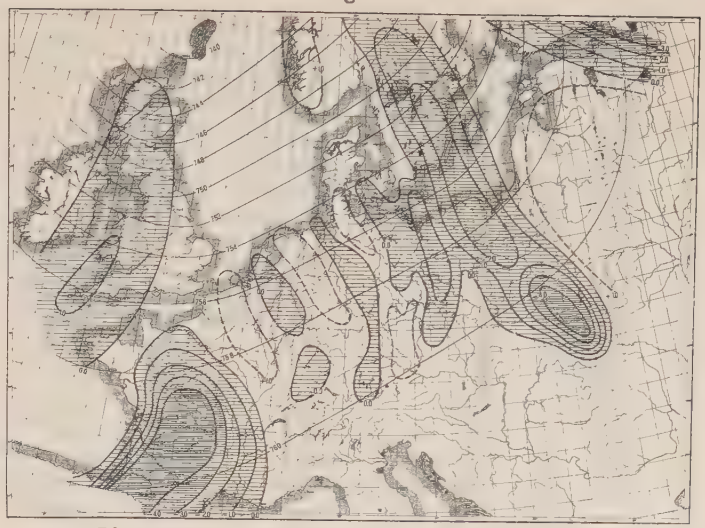
Ich, Walter Gustav Georg Wundt, bin der Sohn des Kgl. Württembergischen Baurats Georg Wundt und seiner Frau Gertrud, geb. Lisco und geboren zu Schorndorf in Württemberg am 6. Mai 1883. Von meinen Eltern im protestantischen Glauben erzogen, verbrachte ich meine ersten Schuljahre in meiner Heimatstadt. In den Jahren 1893—95 besuchte ich das Gymnasium in Heilbronn, welches ich gelegentlich der Versetzung meines Vaters nach Stuttgart mit dem dortigen Eberhard-Ludwigs-Gymnasium vertauschte. Dort legte ich Sommer 1900 die Reifeprüfung ab und bezog im darauffolgenden Herbst die Technische Hochschule in Stuttgart, um mich dem Studium der Mathematik und der Naturwissenschaften zu widmen. Während meiner dort verbrachten Studienzeit hörte ich bei den Herren Professoren Hammer, Koch, Mehmke, Reuschle und Sauer. Im Wintersemester 1902/03 siedelte ich nach Göttingen über, wo ich Gelegenheit nahm, die Herren Professoren Klein, Minkowski, Schilling und Wiechert zu hören. Hier wie in Stuttgart war ich Mitglied des akademischen Mathematischen Vereins. Im Sommersemester 1903 bezog ich die Universität in Berlin, um mich dem Spezialfach der Meteorologie zu widmen. Meine Lehrer hier waren die Herren Professoren Dilthey, Frobenius, Hettner, Knoblauch, Planck, von Richthofen und Stumpf, insbesondere aber Herr von Bezold, bei dem ich diese Arbeit ausgeführt und am 19. Mai 1904 die Promotionsprüfung bestanden habe. Ihm und allen denen, welche mich bei der vorliegenden Untersuchung mit Rat und Tat unterstützt haben, worunter ich besonders Herrn Professor Dr. Süring nennen möchte, spreche ich an dieser Stelle meinen aufrichtigsten Dank aus.

Fig. 1.



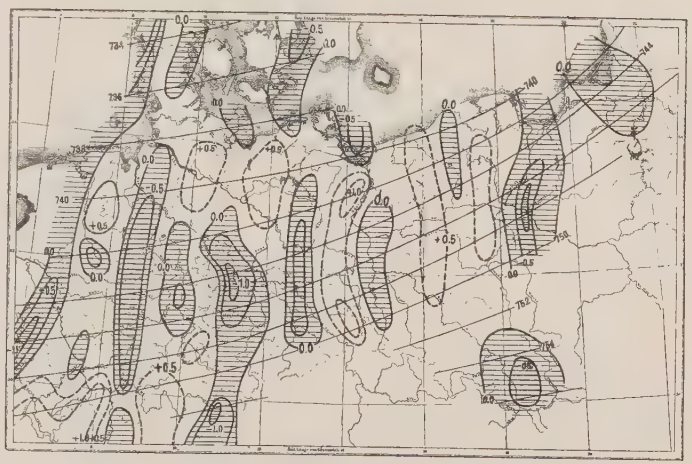
Ideale und Partial-Isobaren am 9. August 1881, 2P.

Fig. 2.



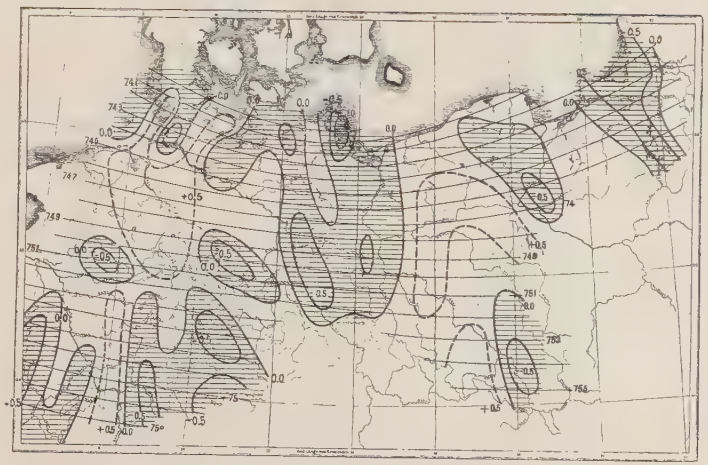
Ideale und Partial-Isobaren am 17. Juli 1884, 2P.

Fig. 3.



Ideale und Partial-Isobaren am 10. Dezember 1891, 9P.

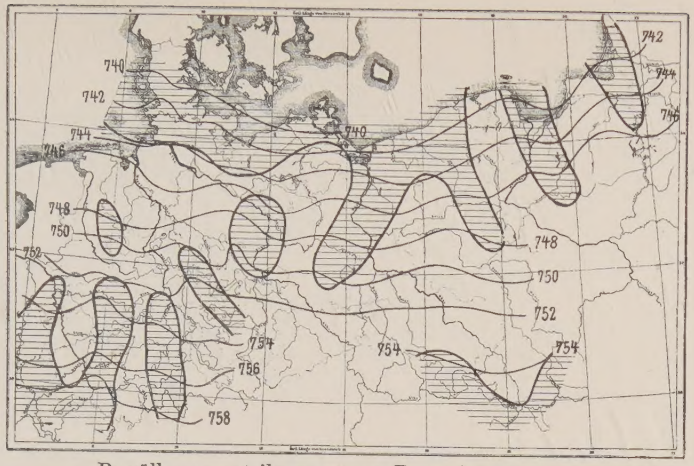
Fig. 4.



Ideale und Partial-Isobaren am 11. Dezember 1891, 2P.

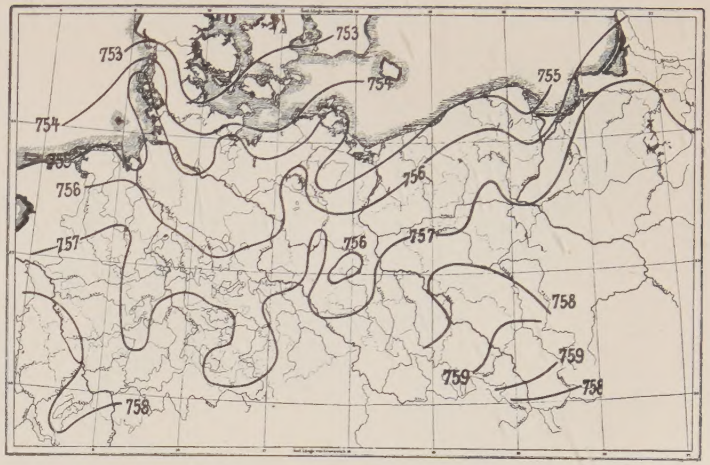
Tafel I.

Fig. 1.



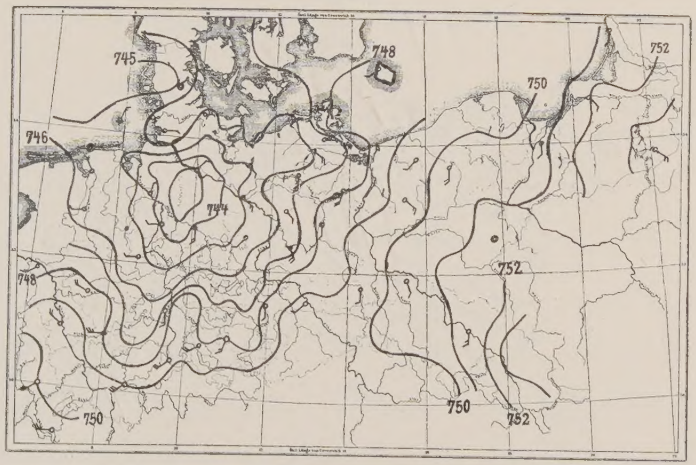
Bewölkungsverteilung am 11. Dezember 1891, 2p.

Fig. 2.



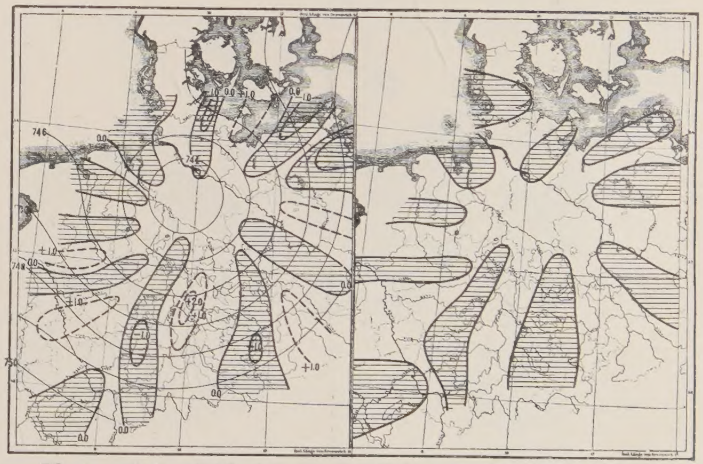
Isobaren am 12. Juni 1901, 2p.

Fig. 3.



Isobaren und Winde am 13. Juni 1901, 7a.

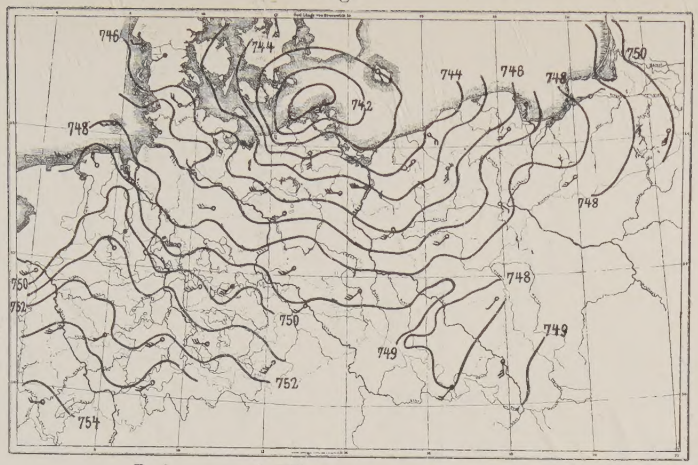
Fig. 4.



Ideale und Partial-Isobaren Gebiete schwacher Windablenkung am 13. Juni 1901, 7a.

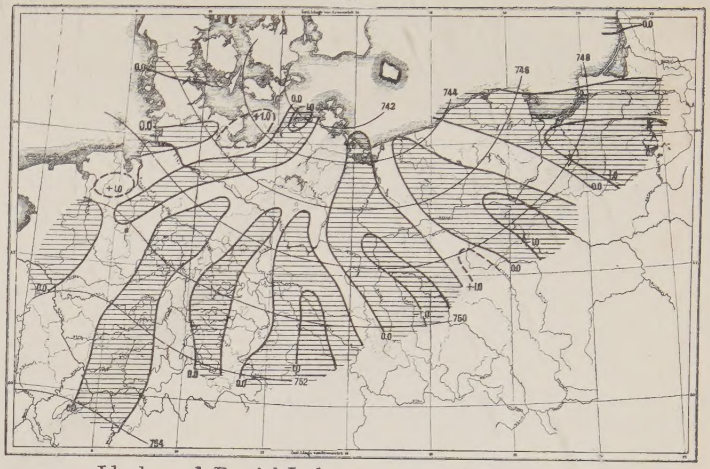
Tafel II.

Fig. 1.



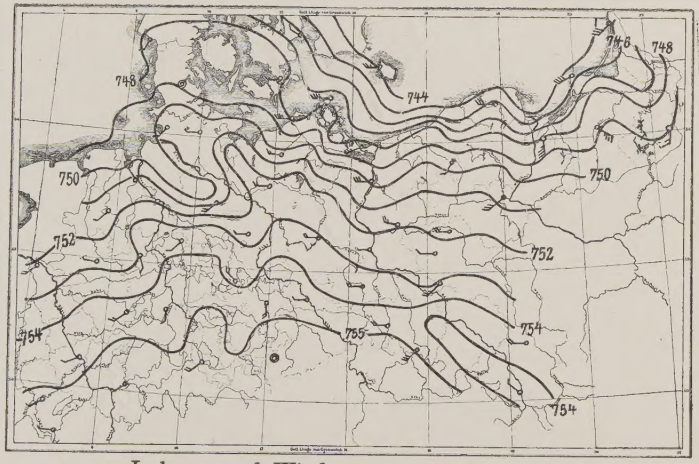
Isobaren und Winde am 13. Juni 1901, 2p.

Fig. 2.



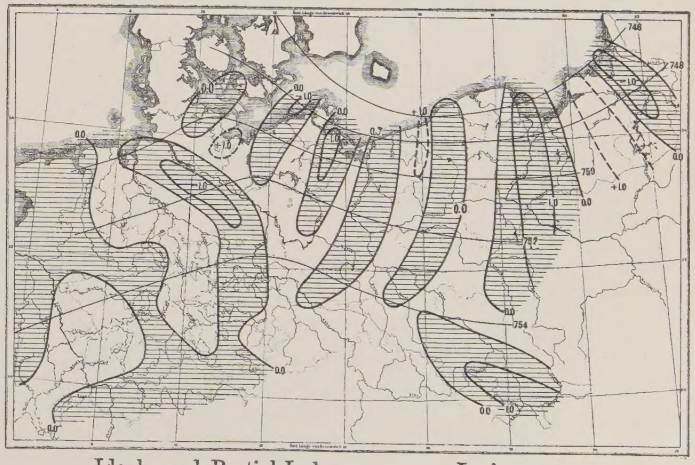
Ideale und Partial-Isobaren am 13. Juni 1901, 2p.

Fig. 3.



Isobaren und Winde am 13. Juni 1901, 9p.

Fig. 4.



Ideale und Partial-Isobaren am 13. Juni 1901, 9p.

Tafel III.